

Durham Research Online

Deposited in DRO:

24 July 2015

Version of attached file:

Published Version

Peer-review status of attached file:

Peer-reviewed

Citation for published item:

Ding, S. and Huang, H. and Niu, Y.L. and Zhao, Z.D. and Yu, X.H. and Mo, X.X. (2011) 'Geochemistry, geochronology and petrogenesis of East Kunlun high Nb-Ta rhyolites.', . = Acta petrologica Sinica., 27 (12). pp. 3603-3614.

Further information on publisher's website:

http://www.ysxb.ac.cn/ysxb/ch/reader/view_abstract.aspx?flag=1file_no=20111208journal_id=ysxb

Publisher's copyright statement:

Additional information:

Use policy

The full-text may be used and/or reproduced, and given to third parties in any format or medium, without prior permission or charge, for personal research or study, educational, or not-for-profit purposes provided that:

- a full bibliographic reference is made to the original source
- a [link](#) is made to the metadata record in DRO
- the full-text is not changed in any way

The full-text must not be sold in any format or medium without the formal permission of the copyright holders.

Please consult the [full DRO policy](#) for further details.

东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩的年代学、地球化学及成因^{*}

丁烁¹ 黄慧^{1,2} 牛耀龄^{1,2,3**} 赵志丹¹ 喻学惠¹ 莫宣学¹

DING Shuo¹, HUANG Hui^{1,2}, NIU YaoLing^{1,2,3**}, ZHAO ZhiDan¹, YU XueHui¹ and MO XuanXue¹

1. 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

2. Department of Earth Sciences, Durham University, Durham DH1 3LE

3. 兰州大学地质科学与矿产资源学院, 兰州 730000

1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. Department of Earth Sciences, Durham University, Durham DH1 3LE, UK

3. School of Earth Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

2011-05-01 收稿, 2011-06-28 改回.

Ding S, Huang H, Niu YL, Zhao ZD, Yu XH and Mo XX. 2011. Geochemistry, geochronology and petrogenesis of East Kunlun high Nb-Ta rhyolites. *Acta Petrologica Sinica*, 27(12):3603–3614

Abstract The East Kunlun high Nb-Ta rhyolite is located at the eastern end of the Kunlun orogenic belt. Zircon U-Pb analysis gives a magmatic age of about 213Ma, corresponding to the subduction/collision stage of the Kunlun Orogeny. Compared to the felsic volcanic rocks of similar ages in the region and rhyolites associated with subduction and collision zones worldwide, the rhyolite has high SiO₂ and K₂O, and low CaO and Al₂O₃. For trace elements, the rhyolite is enriched in Nb and Ta (with only a very weak negative Nb-Ta anomaly), but strongly depleted in Sr and Eu. Bulk rock samples are characterized by high initial Sr isotopic ratios and low initial Nd isotopic ratios with $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) \approx -3$. Taken together, all these data are best interpreted as resulting from mixing of Nb-Ta rich mantle-derived melt with a crustal component. We propose that the East Kunlun high Nb-Ta rhyolites may be generated as follows: mantle-derived alkali basaltic melts (with inherited high Nb-Ta and $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) > 0$) intruded the crust and developed a magma chamber, where the melt evolved through fractional crystallization with significant plagioclase separation (strongly depleted Sr and Eu) while assimilating the crustal material characterized by $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) < 0$ and relatively low Nb and Ta before eruption.

Key words Rhyolite; High Nb-Ta; East Kunlun

摘 要 东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩位于东昆仑造山带东段,其锆石 U-Pb 年龄为 213Ma,该时期东昆仑造山带正处于俯冲-碰撞造山阶段的晚期。与同时期东昆仑地区的其它酸性火山岩及世界其它处于俯冲-碰撞造山阶段的流纹岩相比较,这一套流纹岩显示高硅、高钾、低铝、低钙,高 Nb、Ta 及强烈亏损 Sr、Eu 的独特地球化学特征。东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩的 Sr、Nd 同位素组成显示该流纹岩可能具有分别来源于地幔和上地壳的两个端元组分。通过讨论,本文认为这套高 Nb-Ta 流纹岩可能由以下机制形成:地幔碱性玄武岩浆(具有高 Nb-Ta 的特征)侵入花岗闪长质地壳,并在上地壳某处停留,大量斜长石发生分离结晶,导致岩浆 Eu-Sr 的极度亏损;同时,幔源岩浆的侵入引起上地壳围岩部分熔融,从而受到上地壳混染。新生壳源岩浆与幔源岩浆混合,并进一步结晶分异演化,最终导致东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩的形成。

关键词 流纹岩;高 Nb-Ta;东昆仑

中图法分类号 P588.141; P597.3

* 本文受国家 973 项目(2011CB403102、2009CB421002)、国家自然科学基金项目(91014003、40830317、41130314)和中国地质调查局工作项目(1212011121260、1212011121066)联合资助。

第一作者简介:丁烁,女,1988 年生,硕士生,岩石学和地球化学专业,E-mail: ds.echo@163.com

** 通讯作者:牛耀龄,男,1959 年生,教授,岩石学和地球化学专业, E-mail: niuyl@lzu.edu.cn, yaoiling.niu@durham.ac.uk

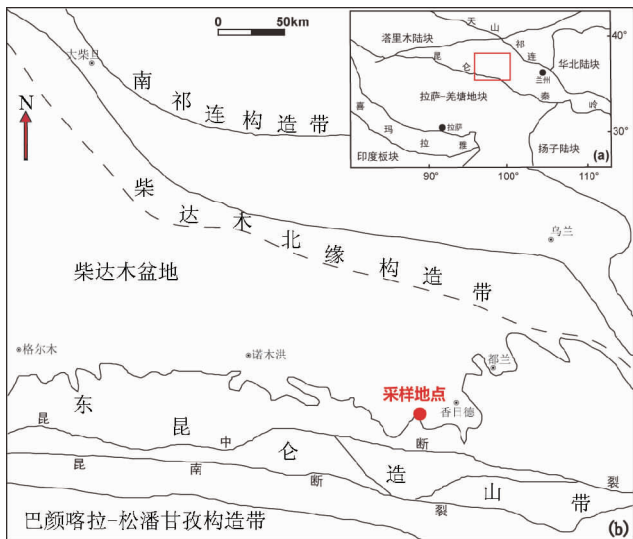


图1 研究区地质简图(底图据陈能松等,2007)及采样位置

Fig.1 Simplified geological map (after Chen *et al.*, 2007) and sampling location

1 引言

昆仑造山带是一条横亘中国西部、青藏高原北部的重要造山带(图1),与中国东部的秦岭造山带共同构成了中国南北两大复合陆块的结合界限,因此具有重要的构造意义(刘成东,2008)。同时,昆仑造山带又是青藏高原内可与冈底斯带相媲美的另一条巨型岩浆岩带。侵入岩和火山岩分布广泛,总体呈 NWW-SEE 方向展布,与区域构造线方向基本一致(莫宣学等,2007)。在时间上,以晚古生代-早中生代岩浆岩分布最广,其中侵入岩以花岗岩及花岗闪长岩为主,并含有大量富镁铁质包体;火山岩由西向东从酸性向中、基性过渡(青海省地质矿产局,1991)。

本文介绍一套发育于东昆仑造山带东段晚三叠世的高 Nb-Ta 流纹岩,提供相关地球化学数据、锆石 U-Pb 年龄数据及全岩 Sr、Nd 同位素数据。与同时代的东昆仑造山带鄂拉山组酸性火山岩以及世界其它产于俯冲-碰撞环境的流纹岩对比,这套流纹岩具有更高 SiO_2 、 K_2O 、Al(摩尔($\text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$)/ Al_2O_3) = ~ 0.92 ,相对低 Al_2O_3 、CaO 的碱性流纹岩特点;微量元素以富高场强元素 Nb、Ta、Zr、Hf 和强烈亏损 Sr 和 Eu 为特征。Sr 同位素初始比值变化大,但 Nd 同位素比值相对均一。其独特的地球化学特征反映出这套流纹岩与同时代东昆仑地区大部分酸性火成岩不同的源区和形成过程。

2 地质背景

前人(郭正府等,1998;袁万明等,2000;莫宣学等,2007)研究表明,东昆仑地区在晚古生代-早中生代处于俯冲-碰撞



图2 东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩野外露头景观

Fig.2 Outcrop of the East Kunlun high Nb-Ta rhyolite

造山的挤压环境,沿构造线方向产出大量中酸性岩浆岩,主要分布在昆南、昆中断裂之间及昆中断裂以北(图1)。其中晚二叠世-早三叠世(P_3-T_1)的火山岩类和花岗岩类与安第斯活动大陆边缘弧火成岩类相似,晚三叠世火山岩及花岗岩类则与青藏大陆碰撞造山带的火成岩类相似,为陆相高钾钙碱性-钾玄岩质或强过铝质火成岩,它们分别清楚地记录了俯冲造山与碰撞造山的时限(罗照华等,1999;莫宣学等,2007)。

晚三叠世,区内出现大量的火山岩。早中生代沉积地层主要发育有上三叠统八宝山组及鄂拉山组陆相火山岩系。八宝山组沿布尔汉布达山主脊呈近东西向分布,由安山岩、流纹岩及相应的火山碎屑岩、少量玄武岩构成。鄂拉山组主要分布在鄂拉山一带及都兰至香日德之间,沿柴达木盆地南缘断续分布可达新疆境内,下部以中基性火山岩为主夹沉积碎屑岩,上部以中-酸性火山岩为主夹沉积碎屑岩,分布广泛,厚度巨大(莫宣学等,2007)。

东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩位于香日德西侧约 40km 青新公路旁($36^{\circ}00.644'N$, $97^{\circ}41.327'E$),产于晚三叠世陆相火山岩系中,岩性十分均一,发育非常壮观的柱状节理(图2)。岩石表面十分新鲜。据青海区域地质志,该流纹岩为一套过渡型高铝-钙火山岩的上部;其下部为安山质凝灰熔岩和安山岩(青海省地质矿产局,1991)。流纹岩周围出露晚三叠世鄂拉山组陆相火山岩,侵入岩则主要为晚古生代二长花岗岩

表 1 东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩主量元素 (wt%)、微量元素 (×10⁻⁶) 和 Sr-Nd 同位素分析结果

Table 1 Major (wt%), trace (×10⁻⁶) elements and Sr-Nd isotopic compositions of the East Kunlun high Nb-Ta rhyolites

样品号	DL09-01	DL09-02	DL09-03	DL09-04	DL09-05	DL09-06	抽样相对 偏差(%)	抽样允许 误差(%)
SiO ₂	76.10	75.76	75.71	76.48	76.18	75.69	0.07	0.44
TiO ₂	0.10	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.00	11.56
Al ₂ O ₃	12.12	12.31	11.92	12.21	12.31	12.22	0.00	2.81
FeO ^T	1.63	1.64	1.65	1.58	1.51	1.64	2.13	12.22
MnO	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.03	1.59	14.58
CaO	0.44	0.44	0.51	0.54	0.49	0.61	2.94	12.52
MgO	0.14	0.07	0.12	0.11	0.10	0.16	1.12	8.26
K ₂ O	4.69	4.90	6.50	4.67	4.92	5.73	0.00	4.45
Na ₂ O	3.75	3.87	2.32	3.75	3.68	2.77	0.10	4.10
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	6.67	19.0
灼失	0.76	0.60	0.94	0.39	0.45	0.71	1.67	7.67
总量	99.77	99.74	99.84	99.9	99.78	99.67		
K ₂ O + Na ₂ O	8.42	8.77	8.81	8.41	8.59	8.49		
(K ₂ O + Na ₂ O)/Al ₂ O ₃	0.93	0.95	0.91	0.92	0.93	0.88		
Li	15.3	14.0	21.5	15.7	14.8	15.6	0.71	25.3
Sc	2.97	2.57	3.32	2.67	2.96	3.07	18.7	30.0
Cr	1.97	2.50	2.40	1.85	1.60	1.71	29.2	30.0
Co	0.57	0.54	0.76	0.64	0.55	0.62	6.54	30.0
Ni	1.59	1.66	2.24	1.77	1.31	1.69	3.93	30.0
Ga	8.50	9.12	9.24	9.32	8.79	9.23	0.93	27.1
Rb	215	246	384	241	253	342	0.61	15.3
Sr	19.3	16.9	56.5	22.8	20.8	46.3	4.73	24.5
Y	51.5	50.4	50.2	51.9	52.0	54.2	3.67	20.4
Zr	318.	306	296	327	323	329	3.10	14.7
Nb	72.7	75.4	63.8	71.5	80.1	78.0	2.59	19.0
Ba	24.8	23.2	44.0	27.2	20.6	24.8	0.65	23.3
La	70.7	66.0	67.3	69.5	69.3	71.1	1.74	19.4
Ce	137.	138	139	140	141	142	1.17	17.3
Pr	16.3	15.4	15.7	15.8	15.9	16.4	1.63	24.9
Nd	60.0	56.4	58.1	58.4	58.8	60.6	1.15	20.0
Sm	13.2	12.3	12.4	12.8	12.8	13.8	0.81	25.8
Eu	0.08	0.07	0.10	0.08	0.08	0.11	0.68	30.0
Gd	12.3	11.8	11.9	12.0	11.7	12.3	3.83	26.0
Tb	1.87	1.85	1.79	1.80	1.80	1.88	1.08	30.0
Dy	10.4	9.82	9.79	9.54	9.82	10.4	0.81	26.8
Ho	1.90	1.86	1.85	1.85	1.85	1.95	2.15	30.0
Er	5.46	5.18	5.10	5.11	5.24	5.58	3.57	29.7
Tm	0.81	0.78	0.78	0.74	0.81	0.82	1.28	30.0
Yb	4.74	4.84	4.81	4.51	4.76	5.05	0.93	30.0
Lu	0.72	0.70	0.67	0.69	0.69	0.75	2.86	30.0
Hf	12.3	12.0	10.9	11.4	11.6	12.4	1.67	25.9
Ta	4.90	5.06	4.86	4.90	5.02	5.04	2.47	29.8
Pb	59.7	49.2	41.5	31.1	34.2	54.1	1.32	20.5
Th	27.8	26.6	25.8	26.6	27.1	27.5	2.81	22.7
U	5.64	6.02	5.62	7.17	7.56	5.41	3.74	29.0
(La/Yb) _N	10.06	9.19	9.43	10.4	9.82	9.49		
Eu/Eu [*]	0.0060	0.0061	0.0081	0.0061	0.0068	0.0084		
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	32.53		19.78		35.54	21.44		
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _p (2σ)	0.83489 ± 9		0.76470 ± 8		0.84170 ± 9	0.77200 ± 4		
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.736354		0.704799		0.734031	0.707064		
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1330		0.1290		0.1316	0.1377		
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _p (2σ)	0.512397 ± 5		0.512392 ± 4		0.512391 ± 10	0.512399 ± 4		
ε _{Nd} (t)	-3.0		-3.0		-3.0	-3.1		

注: (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i、ε_{Nd}(t) 使用 t = 213 Ma 计算. ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr = Rb/Sr × (0.28155 × ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr + 2.68489), (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i = (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_p - ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr × (e^{λt} - 1), λ(Rb) = 1.42 × 10⁻¹¹. (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_p、(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_p 为测量值, 代表现在全岩 Sr、Nd 同位素比值, (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i 为计算所得 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 初始比值



图3 东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩表面蚀变图像

Fig. 3 Photograph showing rapidly (in a few weeks) weathered surfaces of East Kunlun high Nb-Ta rhyolite hand specimen

和早中生代花岗岩。流纹岩以南约 20km 发育一条东西向延伸的深大断裂;离流纹岩较近的地方还发育一条次一级的北西-南东走向的断裂。

3 样品分析方法

挑选 2 件样品 DL09-01 和 DL09-05 做了锆石 U-Pb 同位素年龄测定。锆石先用重力法分选,然后用电法和磁法挑出导电矿物及带磁性的矿物,最后在双目显微镜下挑纯锆石,制成靶(梁育瑄,2006)。对每一件样品都做了反射光、透射光照相,并用扫描电镜做了阴极发光(CL)照相。选择锆石内环带发育良好、无包体、无裂缝的部位圈定做微区原位分析。锆石 U-Pb 分析是在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室进行的。详细操作、仪器参数及数据处理见刘勇胜等人研究结果(Liu *et al.*, 2008, 2010a, b)。

对 6 件样品进行了全岩基质部分(近似熔体组成)的主微量元素分析。挑选新鲜的样品做了无污染碎样至 200

目粉末(作者在河北省地质矿产局廊坊实验室完成)。主量元素分析:将一定量样品粉末烘干后与定量溶剂置入铂金坩埚中在高温下熔融,冷却后制成玻璃片,用 X-荧光光谱仪技术测定。样品准备及分析由天津地质矿产研究所 X-Ray 实验室完成(丁烁,2010)。微量元素分析:将一定量样品粉末与定量溶剂置入石墨坩埚中在高温下熔融并进行一定处理,最终配置成溶液,微量元素用四极杆等离子质谱(Q-ICP-MS)测定。样品准备由作者完成(丁烁,2010),分析由天津地质矿产研究所 Q-ICP-MS 实验室完成。选择 DL09-01、DL09-03、DL09-05 和 DL09-06 等 4 件样品测定了 Sr、Nd 同位素。测试在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成,详细分析流程见 Zhang *et al.* (2002)。以上测定的元素和同位素成分见表 1。

4 岩石学特征

岩石呈棕色,发红,十分新鲜(图 3)。但标本采回之后,岩石手标本表面在相对较短时间内由棕红色转成绿色(图 3,摄于标本采回 7 个月),这可能是岩石基质(半玻璃质)表面“化学结构”疏松,在相对潮湿且高温的环境下发生了某些表面化学变化,如形成 FeCl_2 薄膜等(有待检验)。

岩石具斑状结构,块状构造。斑晶平均含量约为 5%,多呈板状,肉红色,主要为透长石,正长石及少量斜长石;还可见黑色及褐色岩(玻)屑,被拉长,呈定向排列,含量约 15%~20% 不等(图 3)。基质为隐晶质(图 4a)。隐晶质基质中分布较多被拉长的气孔构造、流纹构造,气孔被大量自形石英及针状的硅质物质以及少量长石(图 4b)填充,并且定向排列。气孔总含量约 15%~20%。

5 锆石 U-Pb 年代学

选取 2 件样品(DL09-01 和 DL09-05)做锆石 U-Pb 同位素年龄测定。由 CL 照片(图 5)可见,锆石颗粒大小中等,部

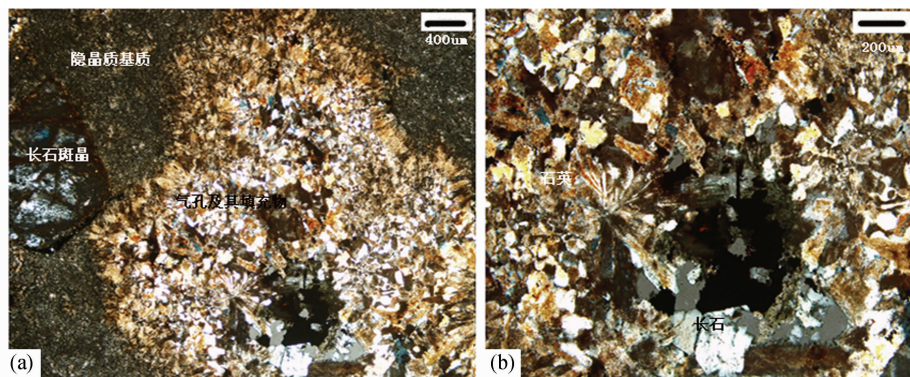


图4 东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩显微照片

Fig. 4 Photomicrographs of East Kunlun high Nb-Ta rhyolite

表 2 样品 DL09-01 和 DL09-05 的锆石 U、Pb 同位素分析结果

Table 2 U-Pb age data of of the East Kunlun high Nb-Ta rhyolites

分析点	Pb	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	
	含量(×10 ⁻⁶)				ratio	±1σ	ratio	±1σ	ratio	±1σ	Ma	±1σ	Ma	±1σ	Ma	±1σ
DL09-1: 30 个测点,取其中 15 个测点加权平均年龄为 214 ±1.0Ma,MSWD = 1.3																
DL09-1-01	23	295	566	0.52	0.0478	0.0012	0.2232	0.0056	0.0338	0.0002	87	59	205	5	214	2
DL09-1-02	26	345	628	0.55	0.0565	0.0013	0.2560	0.0060	0.0328	0.0002	472	52	231	5	208	1
DL09-1-03	30	435	714	0.61	0.0503	0.0011	0.2346	0.0051	0.0337	0.0002	209	45	214	4	214	1
DL09-1-04	27	351	645	0.54	0.0520	0.0011	0.2493	0.0055	0.0347	0.0003	287	55	226	4	220	2
DL09-1-05	27	344	643	0.53	0.0495	0.0012	0.2354	0.0056	0.0345	0.0003	172	53	215	5	219	2
DL09-1-06	34	540	816	0.66	0.0512	0.0011	0.2336	0.0051	0.0331	0.0002	250	50	213	4	210	1
DL09-1-07	29	383	685	0.56	0.0540	0.0014	0.2584	0.0067	0.0346	0.0003	372	53	233	5	219	2
DL09-1-08	27	372	654	0.57	0.0516	0.0013	0.2415	0.0059	0.0339	0.0002	333	57	220	5	215	2
DL09-1-09	24	297	588	0.50	0.0495	0.0012	0.2260	0.0055	0.0331	0.0002	169	56	207	5	210	1
DL09-1-10	33	186	473	0.39	0.0572	0.0033	0.4817	0.0323	0.0603	0.0006	498	134	399	22	378	4
DL09-1-11	30	426	724	0.59	0.0503	0.0012	0.2348	0.0054	0.0338	0.0002	209	54	214	4	214	1
DL09-1-12	75	921	1778	0.52	0.0495	0.0009	0.2377	0.0044	0.0347	0.0002	172	43	216	4	220	1
DL09-1-13	32	447	752	0.59	0.0503	0.0011	0.2341	0.0050	0.0337	0.0002	209	47	214	4	214	1
DL09-1-14	28	367	668	0.55	0.0497	0.0011	0.2311	0.0052	0.0337	0.0002	189	54	211	4	214	1
DL09-1-15	31	412	725	0.57	0.0501	0.0012	0.2400	0.0055	0.0347	0.0002	198	54	218	4	220	1
DL09-1-16	31	450	752	0.60	0.0511	0.0010	0.2349	0.0049	0.0333	0.0002	243	53	214	4	211	1
DL09-1-17	37	567	842	0.67	0.0496	0.0010	0.2366	0.0050	0.0345	0.0002	176	53	216	4	219	2
DL09-1-18	34	489	793	0.62	0.0497	0.0011	0.2347	0.0050	0.0343	0.0002	189	50	214	4	217	1
DL09-1-19	36	574	869	0.66	0.0492	0.0011	0.2282	0.0048	0.0337	0.0002	154	53	209	4	213	1
DL09-1-20	20	254	493	0.51	0.0489	0.0013	0.2265	0.0062	0.0336	0.0003	146	65	207	5	213	2
DL09-1-21	33	533	768	0.69	0.0500	0.0010	0.2372	0.0050	0.0343	0.0002	195	48	216	4	217	1
DL09-1-22	35	522	839	0.62	0.0486	0.0011	0.2282	0.0049	0.0340	0.0002	128	52	209	4	216	1
DL09-1-23	23	281	551	0.51	0.0494	0.0013	0.2303	0.0058	0.0338	0.0003	169	64	210	5	214	2
DL09-1-24	31	447	750	0.60	0.0508	0.0011	0.2321	0.0051	0.0331	0.0002	232	47	212	4	210	1
DL09-1-25	29	380	675	0.56	0.0504	0.0012	0.2367	0.0055	0.0340	0.0003	213	83	216	5	215	2
DL09-1-26	29	462	681	0.68	0.0510	0.0011	0.2395	0.0051	0.0340	0.0002	243	55	218	4	215	1
DL09-1-27	21	250	522	0.48	0.0503	0.0013	0.2374	0.0061	0.0342	0.0003	209	92	216	5	217	2
DL09-1-28	29	449	706	0.64	0.0527	0.0011	0.2410	0.0052	0.0331	0.0002	322	50	219	4	210	2
DL09-1-29	22	290	554	0.52	0.0517	0.0013	0.2378	0.0059	0.0333	0.0003	272	56	217	5	211	2
DL09-1-30	21	253	502	0.51	0.0502	0.0014	0.2342	0.0062	0.0338	0.0003	206	95	214	5	214	2
DL09-5: 30 个测点,取其中 12 个测点加权平均年龄为 212 ±2.0Ma,MSWD = 3.3																
DL09-5-01	24	308	602	0.51	0.0512	0.0011	0.2366	0.0052	0.0335	0.0003	250	44	216	4	212	2
DL09-5-02	20	254	503	0.50	0.0484	0.0013	0.2263	0.0058	0.0340	0.0003	117	61	207	5	215	2
DL09-5-03	29	390	665	0.59	0.0525	0.0022	0.2513	0.0101	0.0347	0.0004	309	94	228	8	220	2
DL09-5-04	17	169	423	0.40	0.0494	0.0014	0.2304	0.0067	0.0339	0.0003	169	67	211	6	215	2
DL09-5-05	20	261	496	0.53	0.0494	0.0013	0.2240	0.0060	0.0329	0.0003	165	63	205	5	209	2
DL09-5-06	27	387	653	0.59	0.0515	0.0014	0.2350	0.0060	0.0332	0.0002	265	56	214	5	210	2
DL09-5-07	31	400	723	0.55	0.0520	0.0013	0.2446	0.0059	0.0342	0.0003	283	56	222	5	217	2
DL09-5-08	34	490	787	0.62	0.0503	0.0012	0.2363	0.0053	0.0341	0.0002	209	54	215	4	216	1
DL09-5-09	25	330	608	0.54	0.0498	0.0013	0.2307	0.0060	0.0336	0.0003	183	61	211	5	213	2
DL09-5-10	24	318	578	0.55	0.0528	0.0014	0.2448	0.0066	0.0336	0.0003	320	64	222	5	213	2
DL09-5-11	32	363	704	0.52	0.0527	0.0011	0.2709	0.0058	0.0373	0.0003	322	48	243	5	236	2
DL09-5-12	24	308	579	0.53	0.0500	0.0011	0.2331	0.0052	0.0338	0.0003	195	58	213	4	215	2
DL09-5-13	32	495	775	0.64	0.0508	0.0011	0.2338	0.0053	0.0333	0.0002	232	47	213	4	211	1
DL09-5-14	27	379	664	0.57	0.0489	0.0012	0.2266	0.0055	0.0335	0.0003	143	56	207	5	213	2
DL09-5-15	49	670	1162	0.58	0.0504	0.0010	0.2348	0.0046	0.0338	0.0003	213	46	214	4	214	2
DL09-5-16	25	341	610	0.56	0.0521	0.0013	0.2397	0.0062	0.0333	0.0002	287	59	218	5	211	2
DL09-5-17	22	255	545	0.47	0.0496	0.0013	0.2254	0.0064	0.0328	0.0003	176	63	206	5	208	2
DL09-5-18	33	518	785	0.66	0.0521	0.0012	0.2405	0.0054	0.0334	0.0002	300	52	219	4	212	1
DL09-5-19	239	443	683	0.65	0.4932	0.0206	9.0775	0.6339	0.1099	0.0054	4221	62	2346	64	672	32
DL09-5-20	33	471	767	0.61	0.0506	0.0012	0.2403	0.0055	0.0344	0.0003	233	54	219	4	218	2
DL09-5-21	27	378	648	0.58	0.0527	0.0012	0.2489	0.0056	0.0342	0.0002	317	52	226	5	217	2
DL09-5-22	25	337	609	0.55	0.0507	0.0013	0.2310	0.0057	0.0331	0.0002	233	57	211	5	210	2
DL09-5-23	28	389	680	0.57	0.0500	0.0012	0.2331	0.0055	0.0337	0.0002	198	56	213	5	214	1
DL09-5-24	22	271	554	0.49	0.0511	0.0014	0.2311	0.0064	0.0327	0.0002	256	58	211	5	208	2
DL09-5-25	22	270	561	0.48	0.0500	0.0014	0.2297	0.0061	0.0333	0.0002	195	63	210	5	211	1
DL09-5-26	38	620	872	0.71	0.0520	0.0011	0.2440	0.0051	0.0339	0.0002	287	46	222	4	215	1
DL09-5-27	30	424	716	0.59	0.0506	0.0011	0.2391	0.0054	0.0341	0.0002	233	52	218	4	216	1
DL09-5-28	28	407	670	0.61	0.0509	0.0012	0.2330	0.0057	0.0330	0.0002	235	56	213	5	210	1
DL09-5-29	23	289	578	0.50	0.0505	0.0013	0.2255	0.0056	0.0324	0.0003	217	55	206	5	205	2
DL09-5-30	50	637	1092	0.58	0.0513	0.0010	0.2627	0.0054	0.0371	0.0003	254	46	237	4	235	2

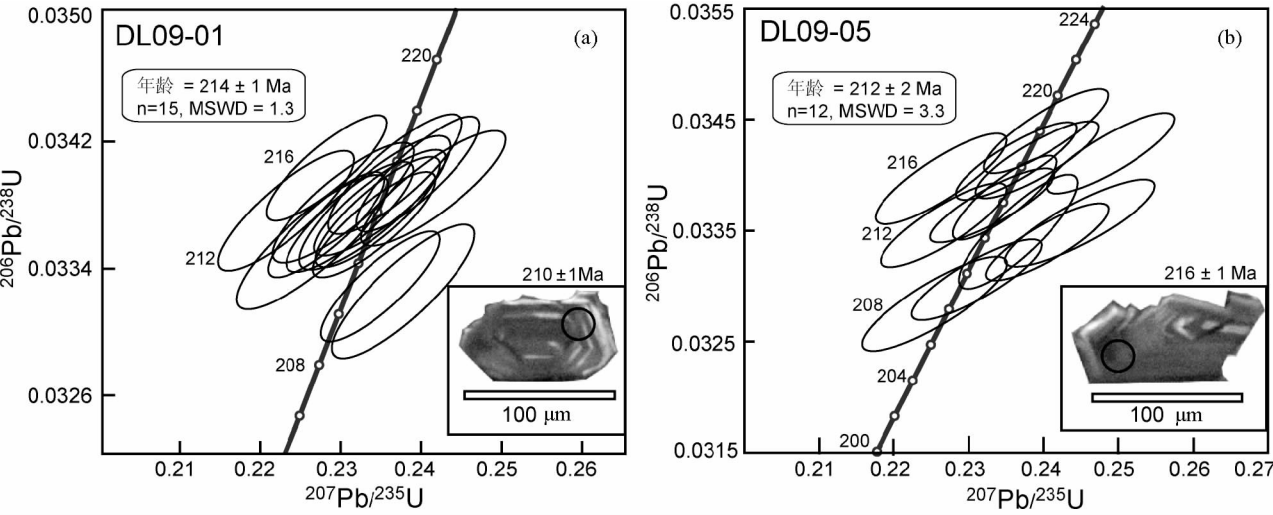


图5 东昆仑流纹岩锆石 U-Pb 年龄谐和图
Fig.5 U-Pb concordia of the East Kunlun high Nb-Ta rhyolite

分晶形完好且发育环带。流纹岩 DL09-01 样品选取年龄较一致的 15 个点作为流纹岩的年龄。全部分析点 (共 30 个) 的 U、Pb 同位素分析比值及年龄列于表 2, 数据落入靠近谐和曲线之上或其附近, 获得加权平均年龄为 $214 \pm 1\text{Ma}$, 代表流纹岩的形成年龄 (图 5a)。另一流纹岩 (DL09-05) 品选取年龄较一致的 12 个点作为流纹岩的年龄, 全部分析点 (共 30 个) 的 U、Pb 同位素分析比值及年龄列于表 2。在谐和曲线图中 (图 5b), 投影点落入谐和曲线之上或其附近, 获得加权平均年龄为 $212 \pm 2\text{Ma}$, 代表流纹岩的形成年龄。这两个一致的年龄 ($\sim 213\text{Ma}$) 代表该高 Nb-Ta 流纹岩的喷发年龄。

6 地球化学

6.1 主量元素

6 件样品主量元素含量十分相似 (表 1), 这样的均一性说明整个熔岩流属同一次喷发。 SiO_2 含量 $75.6\% \sim 76.4\%$, K_2O 含量 $4.68\% \sim 6.49\%$, Na_2O 含量 $2.32\% \sim 3.87\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 均大于 1 ($1.24 \sim 2.80$), 平均值为 1.66。很高的 K 含量及高 K/Na 比值, 普遍被理解为在部分熔融的过程中, 受控于源区较高的钾含量 (Gunnarsson *et al.*, 1998; Thy *et al.*, 1990), 或者是较低的分熔程度。 FeO^T ($1.51\% \sim 1.64\%$, 平均 1.61%) 较低, CaO ($0.44\% \sim 0.61\%$, 平均 0.51%) 和 MgO ($0.07\% \sim 0.16\%$, 平均 0.12%) 含量很低, 符合流纹岩的特征。在 TAS 图上全部投入流纹岩系列 (图 6), 在 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图上 (图略), DL09-03、DL09-04 落入钾玄武岩系列, 其他 4 件样品都落入高钾钙碱性系列。

该流纹岩的 Al_2O_3 为 $11.90\% \sim 12.30\%$, 较同时期东昆仑地区发育的酸性岩浆岩 ($13.05\% \sim 16.80\%$, 多高于 14%) 明显偏低 (陈能松等, 2007; 童海奎等, 2004); K_2O 及 Na_2O 含量则高于普通钙碱性系列的酸性岩 (Douce, 1997), 平均 AI

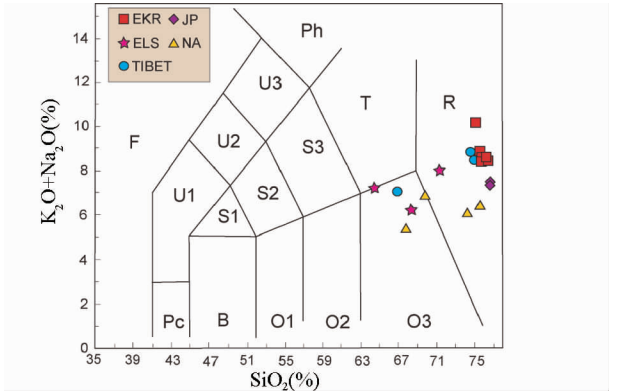


图6 TAS 分类图
EKR-东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩; ELS-青海省查查香卡地区 (东昆仑造山带东段) 晚三叠世流纹岩 (童海奎等, 2004); TIBET-林子宗火山岩帕那组流纹岩 (Mo *et al.*, 2007); JP-日本中部 Chayano-Elbisutoge PD 流纹岩 (Kimura and Nagahashi, 2007); NA-北美中部 Katmai-Novarupta 流纹岩 (Reagan *et al.*, 2003)。F-似长岩; Ph-响岩; U3-碱玄响岩; U2-响岩质碱玄岩; U1-碱玄岩 ($\text{OI} < 10\%$) 碧玄岩 ($\text{OI} > 10\%$); Pc-苦橄质玄武岩; T-粗面岩 ($\text{Q} < 20\%$) 粗面英安岩 ($\text{Q} > 20\%$); S3-粗面安山岩; S2-玄武质粗面安山岩; S1-粗面玄武岩; B-玄武岩; O1-玄武质安山岩; O2-安山岩; O3-英安岩; R-流纹岩
Fig.6 TAS diagram

(摩尔 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$) = 0.92, 平均 A/CNK (摩尔 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) = 1.004, 与晚三叠世东昆仑地区普遍发育的记录碰撞造山过程的强过铝质 ($\text{AI} < 0.83$, $\text{A}/\text{CNK} > 1.1$) 火山岩、花岗岩 (莫宣学等, 2007; 童海奎等, 2004) 截然不同, 呈现出碱性 A 型花岗岩、碱性流纹岩的特征。因此该高 Nb-Ta 流纹岩与同时期东昆仑普遍发育的火山岩成因上有所不同。较低的 Al_2O_3 和 CaO 含量, 较高的 K_2O 和 Na_2O 含量及 AI 指数, 暗示富钙斜长石的分离结晶在

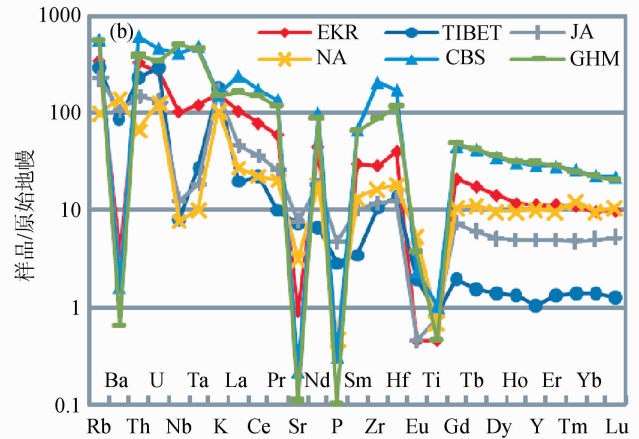
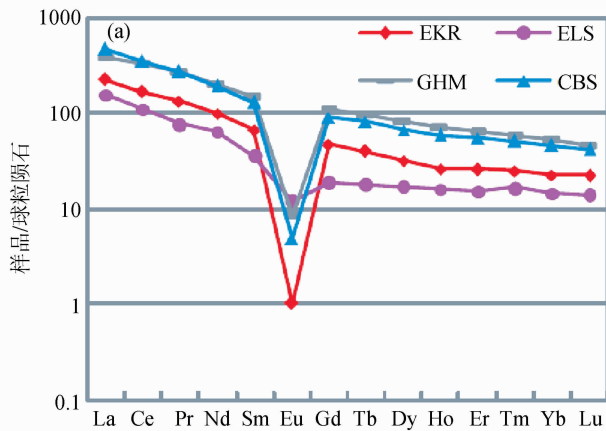


图7 东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b) (标准值据 Sun and McDonough, 1989)

EKR-东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩 (本文); ELS-青海省查查香卡地区 (东昆仑造山带东段) 晚三叠世火山岩, 岩石地层单位为鄂拉山组, 陆相喷发火山岩, 同位素年龄值 217 ± 5 Ma (童海奎等, 2004); TIBET-西藏冈底斯造山带林子宗火山岩帕那组流纹岩, 构造环境: 陆陆碰撞 (Mo *et al.*, 2007); JA-日本中部 The Chayano-Ebisutoge PD 流纹岩, 构造环境: 岛弧 (Kimura and Nagahashi, 2007); NAA-北美中部 Katmai- Novarupta 流纹岩, 构造环境: 陆弧 (Reagan *et al.*, 2003); GHM-澳大利亚 Glass House Mountain 碱流岩 (Niu, 未发表数据), 构造环境: 板内 (与热点有关)。由图 7a 可以看出, 东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩具有明显的 Eu 负异常, 与典型的碱流岩稀土配分型式一致, 与同时代东昆仑地区其他的酸性火成岩在成因上明显不同; 由图 7b 可以看出, 与同碰撞、岛弧、陆弧流纹岩及典型的碱流岩的比较, 表明东昆仑高钾流纹岩明显富含 HFSE, 强烈亏损 Sr、Ba、Eu、P、Ti, 暗示其成因与俯冲-碰撞成因的流纹岩不同, 而与碱流岩的成因相类似。

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns (a) primitive mantle-normalized spidergram (b) of East Kunlun high Nb-Ta rhyolite (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

岩浆演化过程中起了重要作用。

6.2 微量元素

稀土元素 (REE) 整体含量较高 (表 1, 图 7a)。具有极明显的 Eu 负异常, Eu/Eu^* 平均值为 0.014。配分曲线右倾, 轻稀土富集, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值平均为 9.73, 重稀土呈现扁平形状, 整体含量较高, 均高于 10 倍标准球粒陨石含量。较高的稀土元素含量以及较高的 SiO_2 含量均显示出该套岩石具有很高的演化程度; 明显的 Eu 负异常则很有可能是由于大量斜长石的结晶分离所致 (部分熔融源区斜长石作为残留相的效果较小但不能排除), 低 Sr 含量的特征 (图 7b) 可为其佐证 (Niu and O'Hara, 2009)。由图 7a 可见, 这些高 Nb-Ta 流纹岩较高的 REE 含量以及所显示出的明显的 Eu 负异常, 也与东昆仑地区晚三叠世普遍发育的流纹岩 (以鄂拉山组流纹质英安岩为例) 所呈现出的较平坦的 M-HREE, 无或很小的 Eu 异常的 REE 配分曲线模式截然不同。其配分型式与典型碱流岩 (图 7a, 以澳大利亚 Glass House Mountain 碱流岩及中国东北长白山碱流岩为例) 几乎完全一致。

Bachmann and Bergantz (2008) 认为流纹岩的 REE 主要受到斜长石和角闪石结晶的影响 (Glazner *et al.*, 2008), 而这两种矿物的结晶则又受到岩浆中水含量及氧化-还原状态的影响。Christiansen (2005) 和 Christiansen and McCurry (2008) 将流纹岩分为两类: (1) 热-干-还原流纹岩, 主要产生

于地幔上涌的地区 (如热点及大陆裂谷); (2) 冷-湿-氧化流纹岩, 主要出现在俯冲带。后者与三叠世东昆仑地区所处的俯冲-碰撞造山环境相符合。岩浆中较高的水含量及氧化环境, 促进了角闪石等含水矿物的稳定及其早期结晶而有利于斜长石的早期结晶, 导致了 REE 表现出较低且平坦的 M-HREE 曲线和无或很弱的 Eu 负异常。因为 Nb (相对于 Th) 和 Ta (相对于 U) 对角闪石而言为相容元素 (Mo *et al.*, 2008; Niu and O'Hara, 2009), 因此角闪石作为熔融残余相也有助于解释在碰撞环境中的流纹岩普遍具明显的 Nb、Ta 负异常。而本研究样品所显示出的明显的 Eu 异常则暗示斜长石的大量结晶, 更靠近第一类 (热-干-还原) 流纹岩。Douce (1997) 认为斜长石的结晶还受到压力的影响, 因此斜长石的大量结晶可能意味着岩浆房比较浅。以上分析表明, 该高 Nb-Ta 流纹岩可能经历了较为独特的形成环境 (亦即, 在温度、压力、水含量及氧逸度方面的特殊性)。

这一套流纹岩的其他微量元素与产自俯冲-碰撞环境的弧型流纹岩的微量元素 (图 7b) 明显不同, 其高 Nb、Ta 含量, 强烈亏损 Ba、Sr、P、Ti、Eu 的特点与典型的碱流岩相类似, 暗示二者成因上可能存在一定相似性 (表 3)。

由图 7b 可以看出, 与弧型流纹岩相比这一套高 Nb-Ta 流纹岩具有较高的 Nb、Ta 含量 (故称高 Nb-Ta 流纹岩)、中度富集 Zr、Hf 和强烈亏损 Sr、Ti 及 Eu (图 7b), 其中, 尽管仍然呈现出微弱的 Nb、Ta 负异常, 但其高 Nb、Ta 含量与东昆仑造山带同时期的花岗岩、酸性火山岩所呈现的 Nb、Ta 强烈亏损

表 3 世界典型地区流纹岩及其构造环境对比

Table 3 Compiled representative rhyolites from different tectonic settings

对比对象	产地	构造环境	参考文献
林子宗火山岩帕那组 (TIBET)	西藏冈底斯造山带	陆陆碰撞	Mo <i>et al.</i> , 2007
The Chayano-Ebisutoge PD (JA)	日本中部	岛弧	Kimura and Nagahashi, 2007
Katmai- Novarupta (NAA)	北美洲阿拉斯加半岛	陆弧	Reagan <i>et al.</i> , 2003
长白山碱流岩 (CBS)	中国东北	弧后拉张	Niu, 未发表数据
Glass House Mountain comendite (GHM)	澳大利亚昆士兰	板内(与热点有关)	Niu, 未发表数据

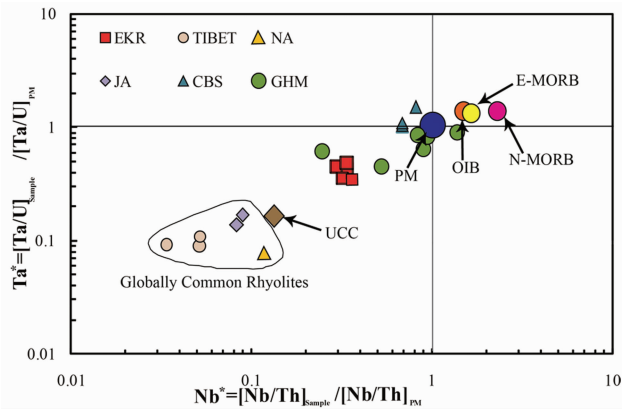


图 8 Ta^{*}-Nb^{*} 异常图(据 Niu *et al.* , 1999)

UCC-上地壳;OIB-平均洋岛玄武岩;E-MORB-平均富集洋中脊玄武岩;N-MORB-平均亏损洋中脊玄武岩;PM-原始地幔(数据来源:OIB, E-MORB, N-MORB, Niu and O’ Hara, 2003; PM, Sun and MacDonough, 1989); UCC, Rudnick and Gao, 2003);EKR-东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩,DL09-01 ~ 06;TIBET-西藏冈底斯造山带林子宗火山岩帕那组流纹岩,构造环境:陆陆碰撞(Mo *et al.* , 2007);JA-日本中部 The Chayano-Ebisutoge PD 流纹岩,构造环境:岛弧(Kimura and Nagahashi, 2007);NA-北美中部 Katmai- Novarupta 流纹岩,构造环境:陆弧(Reagan *et al.* , 2003);CBS-长白山碱流岩(Niu, 未发表数据),构造环境:弧后拉张;GHM-澳大利亚 Glass House Mountain 碱流岩(Niu, 未发表数据),构造环境:板内(与热点有关). 图中矩形区域为全球俯冲/碰撞流纹岩普遍区域. 本图表明与明显呈现 Nb、Ta 负异常的弧岩浆(流纹岩)不同,本文样品具有高 Nb、Ta 含量的特征,因此需要富集 Nb、Ta 的初始熔体,但在演化过程中不可避免地受到陆壳(特别是上地壳)混染,因此呈现出轻微的 Nb、Ta 亏损

Fig. 8 Nb-Ta anomaly plot (after Niu *et al.* , 1999)

截然不同。另一方面,参与对比的典型碱流岩 CBS 和 GHM (AI > 1),则呈现出 Nb-Ta 的正异常,他们是由碱性玄武岩分离结晶形成,很少或没有受到陆壳混染。在图 8 中,可进一步观察到本文高 Nb-Ta 流纹岩与弧型流纹岩的区别及与碱流岩成因上的联系。弧型流纹岩和上地壳由于强烈亏损 Nb、Ta 而集中在图 8 的左下角区域,典型的碱流岩则因富集 Nb、Ta 多位于 Nb^{*} ≈ 1、Ta^{*} ≈ > 1 附近。而东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩位于二者之间,反映与上地壳混染有关。

Nb、Ta 的明显亏损是发育在俯冲带及碰撞带岩浆岩的普遍特征。其中俯冲带 Nb、Ta 的亏损被广泛认为是俯冲洋

壳脱水时金红石稳定在残留洋壳所致。即,富 Ti、Nb、Ta 的金红石不参与洋壳脱水,故不参与地幔楔熔融和岛弧岩浆作用。在常见的含水矿物之中,Nb、Ta 对角闪石亲和性很好,因此碰撞带酸性岩中 Nb、Ta 的亏损很可能与熔融源区有角闪石(及少量钛磁铁矿)残留有关(莫宣学等,2007; Mo *et al.* , 2008;Niu and O’ Hara, 2009)。图 8 还显示,在 Nb、Ta 含量明显高于典型“岛弧/碰撞”型流纹岩的同时,东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩、长白山及 Glass House Mountain 碱流岩的 Ba、Sr、Eu、P、Ti 都呈现出十分强烈的亏损(图 7b),Sr、Eu 及 Ba 的强烈亏损是因为大量富钙斜长石的分离结晶(Niu and O’ Hara, 2009)。由于富钙斜长石富钙富铝,因此这也可以很好地解释本研究样品低 CaO、Al₂O₃,高 K₂O、Na₂O 及其弱过碱性的特征。Ti 所表现的亏损主要与富 Ti 矿物(如榍石、钛铁矿、钛磁铁矿)结晶有关(注:金红石是富 Nb-Ta 的钛矿物,但它不是典型岩浆演化过程中的液相线矿物),磷灰石的分离结晶则可以解释 P 亏损。

东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩富含 Nb、Ta 有两种端元可能:(1)初始岩浆具有相对富 Nb、Ta 的源区,或源区不残留富 Nb、Ta 的矿物;(2)岩浆演化过程中,富 Nb、Ta 的矿物不结晶。为了确定 Nb、Ta 的富集主要源于以上的(1)还是(2),以下以东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩六个样品的元素平均值为终态,并假定初始熔体 SiO₂ 含量,进行简单的分离结晶反演计算。前人资料表明(Reagan *et al.* , 2003),安山岩通过分离结晶可以形成高硅流纹岩,因此本文假定初始岩浆(即部分熔融之后、分离结晶之前的熔体)的 SiO₂ 含量为 60%。由于微量元素呈现 Ba、Sr、P、Ti、Eu 负异常,分离结晶的矿物可能为斜长石、碱性长石、石英、磷灰石、钛磁铁矿、钛铁矿等(表 4、图 9)。

由图 9 可看出,各种矿物组合计算所得的初始熔体 Nb、Ta 含量与研究样品的实际含量相差很小。其中矿物组合 1 与东昆仑样品的 Nb、Ta 几乎重叠,说明这些 Nb、Ta 不相容矿物的结晶不能使熔体中 Nb、Ta 含量升高;20% 的角闪石的结晶以及 5% 的钛铁矿的结晶可以使 Nb、Ta 含量发生降低,但影响微弱,因此,仅仅在岩浆演化过程中富 Nb、Ta 矿物的不结晶也并不是导致本研究样品相对富集 Nb、Ta 的主要原因。所以,东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩中高 Nb、Ta 含量应是原始岩浆的特征,即富 Nb、Ta 源区,且源区不残留富 Nb、Ta 矿物。

6.3 Sr、Nd 同位素

4 件样品的同位素数据(表 1)显示,这套主、微量元素相

表 4 分离结晶矿物组合及其模拟计算结果

Table 4 Fractional mineral assemblages and modeling results

	斜长石	碱性长石	石英	钛磁铁矿	钛铁矿	磷灰石	角闪石	F *
1	0.5	0.3	0.1	0.01	—	0.09	—	0.883
2	0.5	0.1	0.1	0.01	—	0.09	0.2	0.879
3	0.5	0.3	0.1	—	0.05	0.05	—	0.909

注: * $F = M_l / (M_l + M_s)$, F 为分离结晶程度, M_l 为终态时熔体的质量, M_s 为终态时结晶固体的质量. $w_1(\text{SiO}_2) * M_l = w_0(\text{SiO}_2) * (M_l + M_s) - M_s * (x_1 * w_1 + \dots + x_n * w_n)$, $w_1(\text{SiO}_2) = 75.89\%$, $w_0(\text{SiO}_2) = 60\%$, w_n 为单矿物 SiO_2 含量, x_n 为各矿物在结晶固体中所占比重(表 4). $Kd^{\text{斜长石/熔体}}: Kd(\text{U}) = 0.01$ (Rollinson, 1993), $Kd(\text{Nb}) = 1.3$ (Ewart and Griffin, 1994), $Kd(\text{Th}) = 0.01$ (Rollinson, 1993), $Kd(\text{Ta}) = 0.03$ (Bacon and Druitt, 1988); $Kd^{\text{碱性长石/熔体}}: Kd(\text{U}) = 0.04$ (Stix and Gorton, 1990), $Kd(\text{Nb}) = 0.004$ (Larson, 1979), $Kd(\text{Th}) = 0.02$, $Kd(\text{Ta}) = 0.005$ (Stix and Gorton, 1990); $Kd^{\text{石英/熔体}}: Kd(\text{U}) = 0.025$, $Kd(\text{Nb}) = 0.008$; $Kd(\text{Th}) = 0.009$; $Kd(\text{Ta}) = 0.008$ (Rollinson, 1993); $Kd^{\text{钛磁铁矿/熔体}}: Kd(\text{U}) = 0.11$ (Lemarchant *et al.*, 1987), $Kd(\text{Nb}) = 0.0489$ (Nielsen and Beard, 2000), $Kd(\text{Th}) = 0.05$ (Luhr and Garmicheal, 1980), $Kd(\text{Ta}) = 0.03$ (Nielsen, 2000); $Kd^{\text{钛铁矿/熔体}}: Kd(\text{U}) = 3.2$ (Nash and Cracraft, 1985), $Kd(\text{Nb}) = 50.9$ (Stimac and Hiemott, 1994), $Kd(\text{Th}) = 7.5$ (Nash and Cracraft, 1985), $Kd(\text{Ta}) = 64$ (Stimac and Hiemott, 1994); $Kd^{\text{磷灰石/熔体}}: Kd(\text{U}) = 1.82$ (Luhr *et al.*, 1984), $Kd(\text{Nb}) = 0.1$, $Kd(\text{Th}) = 17.1$ (Luhr *et al.*, 1984), $Kd(\text{Ta}) = 0.05$ (Mahood and Stimac, 1990); $Kd^{\text{角闪石/熔体}}: Kd(\text{U}) = 0.008$ (Brenan *et al.*, 1995), $Kd(\text{Nb}) = 2.5$ (Ewart and Griffin, 1994), $Kd(\text{Th}) = 0.017$ (Brenan *et al.*, 1995), $Kd(\text{Ta}) = 1.02$ (Lemarchant *et al.*, 1987)

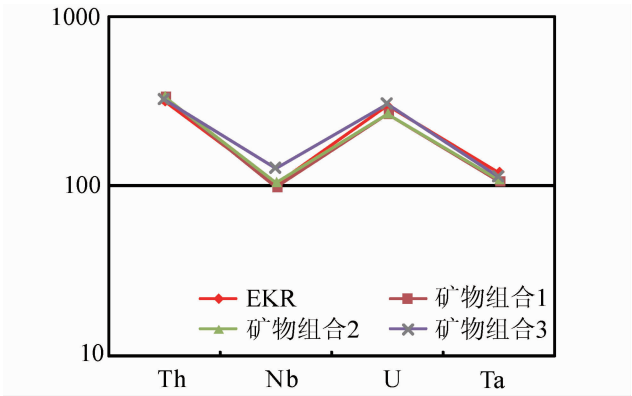


图 9 部分元素分离结晶反演结果原始地幔标准化(原始地幔值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 9 Simple calculations showing fractional crystallization is inadequate to explain the apparent Nb and Ta depletion (normalization values from Sun and McDonough, 1989)

对均一的流纹岩具有变化较大的 Sr 同位素初始比值, 以及相对一致的负 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 。 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 分布在 0.735 及 0.706 附近, 相差较大, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 在 -3 附近小范围浮动。由于该套高 Nb-Ta 流纹岩 Sr 含量低(表 1、图 7b), 易受地壳混染影响, 故初始 Rb/Sr 比值极高且变化大, 从而使 Sr 同位素初始比值的计算误差较大, 因此以下讨论以 Nd 同位素为准。结合上文地球化学特征的讨论以及 Nd 同位素数据, 我们认为该流纹岩有来自地幔和地壳两个端元组分, 亦即, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) > 1$ 的幔源岩浆(或受到幔源玄武岩浆底侵的下地壳)和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) < 1$ 的成熟壳源物质(上地壳)。

在整个东昆仑地区三叠世花岗岩中普遍含有大量富镁铁质微粒包体(MME), 被认为是地幔底侵的玄武质岩浆与下地壳熔融产生的中酸性岩浆发生混合的证据。前人研究表明(莫宣学等, 2007; 刘成东等, 2003), 东昆仑显生宙花岗

岩的 Sr、Nd 同位素组 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值在东部变化于 0.701 ~ 0.714 之间, 多数小于 0.710, 在西部变化于 0.703 ~ 0.715 之间, 大多数小于 0.708; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值在东部变化于 -9.2 ~ +3.6 之间, 在西部变化于 -5.10 ~ +1.33 之间, 但 MME 同位素与其载体花岗岩同位素特征一致, 说明二者同源, 属于同一岩浆系统中不同演化阶段的不同产物。尽管如此, 幔源岩浆底侵导致地壳熔融应该是普遍现象, 只是 MME 不是幔源-壳源岩浆混合的证据, 因为同位素的一致说明混合彻底, 然而 MME 和载体花岗岩主量元素的差别说明二者基本没有混合。就 Nd 同位素而言, 对东昆仑高 Nb、Ta 流纹岩成因比较合理的解释是, 幔源岩浆入侵引起地壳部分熔融, 这二种岩浆混合, 并进一步结晶分异演化的结果。

7 讨论及结论

从以上主、微量元素及同位素对比可以发现, 东昆仑这套高 Nb-Ta 流纹岩具有与同时代东昆仑地区花岗岩及酸性火山岩明显不同的特征, 反映出其独特的源区和形成过程。流纹岩具有很高的 SiO_2 、 K_2O 及平均 $\text{AI} = 0.92$, 相对低的 Al_2O_3 、 CaO , 具有碱性流纹岩的特征。微量元素方面高 Nb 和 Ta, 强烈亏损 Sr 和 Eu 且 Nd 同位素相对均一。因此, 不同于东昆仑地区普遍发育的俯冲-碰撞造山环境的 I 型及 S 型花岗岩, 这一套流纹岩更像弱铝质、弱过碱质的 A 型花岗岩的喷出相。

7.1 幔源岩浆的分离结晶和上地壳的部分熔融

关于 A 型花岗岩的形成, 至今已经有很多的讨论, 包括幔源岩浆的分离结晶、下地壳部分熔融、上地壳部分熔融等。Fodena and Morrisonb(1992) 提出 A 型花岗岩可以由地幔玄武质岩浆在高温(900 ~ 1000℃)及水不饱和(最终 $\text{H}_2\text{O} < 3\%$)的条件下由辉石和斜长石的分离结晶产生, 这样的 A 型

花岗岩及火山岩具有较低的 Sr 同位素初始比值 (0.703 ~ 0.706); Litvinovskiy *et al.* (2002) 认为正长岩在较高温下 (>940°C) 分离结晶, 可以演化为过碱性 A 型花岗岩, 其中含碱量高的幔源物质起了重要作用; Bailey (1980) 提出在裂谷环境地幔流体可以携带 F、Cl、K₂O、CO₂ 和 H₂O 等从地幔中逃逸到地壳中, 这些物质可以通过形成复合络合物或者是改变熔体结构来稳定各种微量元素 (Christiansen *et al.*, 1983; Collins *et al.*, 1982; Dietrich 1968)。据此 Martin (2006) 认为碱性流体随幔源岩浆侵入下地壳, 使得中、下地壳发生碱性变质而富集高场强元素 (HFSE), 并发生变质熔融, 在高温、低水、低氧逸度的条件下产生 A 型花岗岩。同时, Martin (2006) 认为引发变质及地壳部分熔融的底侵玄武质岩浆自身也发生分离结晶, 产生既具有 A 型花岗岩特征又带有幔源岩浆特征的酸性熔体。这两类岩浆的单独演化和其不同程度的混合可以较好的解释 A 型花岗岩的多样性。

另一方面, 实验岩石学的证据则更支持上地壳的部分熔融为弱过铝质 A 型花岗岩的主要产生机制。Douce (1997) 提出, 使用云英闪长岩和花岗闪长岩为源岩, $T = 950^{\circ}\text{C}$, 分别在 8kbar 和 4kbar 的压力条件下进行部分熔融实验。实验表明, 花岗闪长岩在较低压力 (4kbar) 时, 分熔程度 15% 的熔体接近弱铝质 A 型花岗岩 (较低 Al₂O₃、CaO, 高 K₂O、FeO)。残余相为斜长石、辉石及钛铁矿和石英。这一实验结果与 Thy *et al.* (1990) 及 Gunnarsson *et al.* (1998) 的结果符合, 即在高温、低水压 (<1kbar)、低压 (1 ~ 3kbar) 的情况下可以产生与 A 型花岗岩 Al₂O₃ 和 FeO 含量相吻合 (也包括了东昆仑流纹岩) 的熔体。但是, 该实验主要比较了实验熔体和弱铝质-弱碱性 A 型花岗岩的主量元素, 对于微量元素并未给出具体的数据, Douce (1997) 仅仅在文中提到高温可以使得源区富含 HFSE 的副矿物 (可能为角闪石、榍石) 发生熔融, 使熔体相对富集 HFSE。

Martin (2006) 指出, A 型花岗岩的成因较为复杂的原因之一是在同一地点往往可以发现具有不同成分特征的 A 型花岗岩 (Martin, 2006), 如北尼日利亚的 Ririwai, Tibchi 和 Kwandonkaya 岩体, 这些不同成分包括了过铝质和过碱性 A 型花岗岩及二者过渡组分。Martin (2006) 还指出, 如果单独考虑过碱性 A 型花岗岩, 则可以用 White *et al.* (2005) 提到的晶体液相线下移 (LLD) 来解释其成因 (以意大利 Pantelleria 地区的碱流岩为例), 由弱铝质、碱性的岩浆通过长石分离结晶而来。而本文研究的东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩, 具有很高的 SiO₂、K₂O 及平均 AI = 0.92, 相对低的 Al₂O₃、CaO, 属于碱性流纹岩的特征, 因此我们认为这一套流纹岩的形成机制与典型的碱流岩 (及过碱性 A 型花岗岩) 具有相似之处, 是富集 Nb、Ta 等不相容元素的幔源岩浆分离结晶的产物。由于其较低的 Al₂O₃、CaO 含量, 我们认为其中富钙斜长石为重要的分离结晶矿物; 其轻微的 Nb、Ta 负异常, 是在上升过程中受到了地壳的混染。

7.2 东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩的源区讨论

由上文可见, 这一套高 Nb-Ta 流纹岩具有 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) \approx -3$, 这样的同位素特征既可能是新生地壳部分熔融所致, 也可能是由 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) > 1$ 的幔源岩浆和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) < 1$ 的成熟壳源物质混合所致。但是, 单纯的地壳熔融成因与这一套流纹岩所显示的高 Nb、Ta 及强烈亏损 Sr、Eu、Ba 的微量元素特征不符。由 6.2 的计算可知, 这一套流纹岩的高 Nb、Ta 含量要求富集 Nb、Ta 的初始熔体, 而地壳具有继承性的 Nb、Ta 负异常, 如果没有其他富集 Nb、Ta 岩浆的加入, 任何程度的地壳部分熔融和分离结晶都无法产生如此高 Nb、Ta 含量的熔体。因此尽管东昆仑地区中生代被认为曾发生过陆壳俯冲及幔源岩浆底侵事件, 俯冲地壳折返时的部分熔融的单一过程无法产生具有高 Nb、Ta 含量的熔体。而由受到玄武岩底侵的下地壳部分熔融可能产生高 Nb、Ta 含量的安山质熔体, 但这样的底侵玄武岩应该是类似板内碱性玄武岩而不是俯冲/岛弧玄武岩, 因为后者有继承的 Nb、Ta 亏损 (负异常)。同时, 富钙斜长石的残留与晶出受到压力及熔体成分的控制, 因此这样的安山质熔体较难在下地壳压力范围内演化成强烈亏损 Sr、Eu 且具弱碱性的高硅流纹岩。

所以, 我们认为这一套流纹岩的初始熔体为富碱、富 Nb、Ta 的幔源 (非俯冲带型) 玄武质岩浆。由图 8 可知, 严格的富集 Nb、Ta 的幔源玄武质岩浆落入 $\text{Nb}^* > 1, \text{Ta}^* > 1$ 的右上角区域 (OIB、MORB); 弧型流纹岩则集中在左下角区域; 典型的碱流岩分布在 $\text{Nb}^* \approx 1, \text{Ta}^* \approx > 1$ 附近, 而东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩则分布在弧型岩浆和典型碱流岩之间。因此, 我们认为, 典型的碱流岩和这一套流纹岩他们都是由富集 Nb、Ta 的碱性玄武岩结晶分异而来, 并且在上侵过程中受到了不同程度的地壳混染。由野外露头看来, 这一套高 Nb-Ta 流纹岩岩性十分均一, 为一次喷发的产物, 是幔源岩浆与壳源岩浆以某一特定比例混合/混染的产物。混染应该发生在上地壳, 因此具有轻微的 Nb、Ta 负异常。

7.3 东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩的岩石成因

由 7.1 中的回顾可以看到, 幔源岩浆的分离结晶和上地壳花岗闪长岩的部分熔融都可以有效地产生具有 A 型花岗岩主量元素特征的熔体。而相对富集特定的微量元素 (如 Nb、Ta) 则主要被认为与富集的幔源岩浆有关。很多前人研究 (Agangi *et al.*, 2010; Bailey *et al.*, 1980; Burt *et al.*, 1982; Christiansen *et al.*, 1980, 1983; Collins *et al.*, 1982; Martin, 2006) 均提到, HFSE (如 Nb、Ta) 的富集可能与富含 F、Cl、K₂O 等元素的地幔流体有关, 流体中的 F、Cl 等元素可以通过形成络合物或者改变熔体结构来稳定 HFSE, 使得侵入的基性岩浆富集 Nb、Ta 等元素。但由于没有 F、Cl 元素含量的具体数据, 在此讨论卤族元素的作用意义不大。根据本文展示的主、微量元素及同位素数据, 我们认为东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩可能由以下过程产生。富集 Nb、Ta 的幔源碱性玄

武岩浆快速侵入花岗质地壳,并可能伴随有富含 F、Cl、K₂O 的地幔流体。上升岩浆侵位于较浅深度岩浆房,导致地壳围岩发生部分熔融,从而发生了上地壳混染作用。上地壳熔融时,富钛矿物(如榍石、钛铁矿、闪石等)的加入有助于升高熔体中的 Nb、Ta,但由于其继承性的 Nb、Ta 亏损使得混合后的新岩浆具有高的 Nb、Ta 绝对含量和轻微 Nb-Ta 亏损的特征。而斜长石的残留可引起 Sr、Eu 的亏损。该混合岩浆以长石为主的结晶分异作用可进一步增强 Sr、Eu 的亏损。总之,幔源岩浆应该是富碱、富 Nb-Ta 的玄武岩浆。这种富 Nb-Ta 玄武岩浆一般是板内玄武岩的特征,但富碱、富 Nb(-Ta)玄武岩(HNB)在某些“高温”俯冲带环境并不罕见(Castillo, 2006)。东昆仑高 Nb-Ta 流纹岩有可能与局部“高温”俯冲带/碰撞带有关。因为基性岩浆的快速侵入上地壳以及上地壳的部分熔融,均需要较高的温度和相对还原的条件,因此也有可能,这套流纹岩反映局部裂谷型伸展背景甚至地幔柱活动。这一成因解释虽然合理,但有待进一步验证。对造山带高 Nb-Ta 碱流岩/近碱流岩成因的正确理解对岩石学是重要贡献,并对大地构造研究有重要的理论意义。对高 Nb-Ta 流纹岩成因的正确理解也有助于认识 A-型花岗岩的成因。

References

- Agangi A, Kamenetsky VS and McPhie J. 2010. The role of fluorine in the concentration and transport of lithophile trace elements in felsic magmas: Insights from the Gawler range volcanics, South Australia. *Chemical Geology*, 273: 314–325
- Bachmann O and Bergantz G. 2008. Rhyolites and their source mushes across tectonic settings. *Journal of Petrology*, 49(12): 2277–2285
- Bacon CR and Druitt TH. 1988. Compositional evolution of the zoned calkalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 224–256
- Bailey DK. 1980. Volcanism, earth degassing and replenished lithosphere Mantle. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 297: 309–322
- Brenan JM, Shaw HF, Ryerson FJ and Phinney DL. 1995. Experimental determination of trace-element partitioning between pargasite and a synthetic hydrous andesitic melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 135: 1–11
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Qinghai Province. 1991. *Regional Geology of Qinghai Province*. Beijing: Geological Publishing House, 431 (in Chinese)
- Burt DM, Sheridan MF, Bikun JV and Christianse EH. 1982. Topaz rhyolites: Distribution, origin, and significance for exploration. *Economic Geology*, 77: 1818–1886
- Castillo PR. 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51: 257–268
- Chen NS, Wang XY, Zhang HF, Sun M, Li XY and Chen Q. 2007. Geochemistry and Nd-Sr-Pb isotopic compositions of granitoids from Qaidam and Oulongbuluke micro-blocks, NW China: Constraints on basement nature and tectonic affinity. *Earth Science*, 32(1): 7–21 (in Chinese with English abstract)
- Christiansen EH, Bikun JV and Burt DM. 1980. Petrology and Geochemistry of Topaz Rhyolites, Western United States. U. S. Dept. Energy, Open-File Rept. GJBX-225, 80: 7–122
- Christiansen EH, Burt DM, Sheridan MF and Wilson RT. 1983. The Petrogenesis of Topaz rhyolites from the western United States. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83: 16–30
- Christiansen EH. 2005. Contrasting processes in silicic magma chambers: Evidence from very large volume ignimbrites. *Geological Magazine*, 142: 669–681
- Christiansen EH and McCurry M. 2008. Contrasting origins of Cenozoic silicic volcanic rocks from the western Cordillera of the United States. *Bulletin of Volcanology*, 70: 251–267
- Collins WJ, Beams SD, White AJR and Chappell BW. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 189–200
- Dietrich RV. 1968. Behavior of zirconium in certain artificial magmas under diverse *P-T* conditions. *Lithos*, 1: 20–29
- Ding S. 2010. Geochemistry, geochronology and petrogenesis of high-K rhyolites in eastern Kunlun. Bachelor Degree Thesis. Beijing: China University of Geosciences, 5–8 (in Chinese with English summary)
- Douce AEP. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25: 743–746
- Ewart A and Griffin WL. 1994. Application of proton-microprobe data to trace-element partitioning in volcanic rocks. *Chemical Geology*, 117: 251–284
- Fodena JD and Morrison RS. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway Ridge, South Australia S. P. Turner. *Lithos*, 8: 151–179
- Glazner AF, Coleman DS and Bartley JM. 2008. The tenuous connection between high-silica rhyolites and granodiorite plutons. *Geology*, 36: 183–186
- Gunnarsson B, Marsh BD and Taylor Jr HP. 1998. Generation of Icelandic rhyolites: Silicic lavas from the Torfajo–Kull central volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83: 1–45
- Guo ZF, Deng JF, Xu ZQ, Mo XX and Luo ZH. 1998. Late Palaeozoic–Mesozoic intracontinental orogenic process and intermediate-acidic igneous rocks from the Eastern Kunlun Mountains of Northwest China. *Geoscience*, 12(3): 344–352 (in Chinese with English abstract)
- Kimura JI and Nagahashi Y. 2007. Origin of a voluminous iron-enriched high-K rhyolite magma erupted in the North Japan Alps at 1.75 Ma: Evidence for upper crustal melting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167: 81–99
- Larsen LM. 1979. Distribution of REE and other trace elements between phenocrysts and peralkaline undersaturated magmas, exemplified by rocks from the Gardar igneous province, South Greenland. *Lithos*, 12: 303–315
- Lemarchant F, Villemant B and Calas G. 1987. Trace element distribution coefficients in alkaline series. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 1071–1081
- Liang YX. 2006. Detrital zircon study of the Yarlung-Tsangpo and Irrawaddy Rivers. Master Degree Thesis. Taipei: Department of Geosciences, Taiwan University (in Chinese with English summary)
- Litvinovsky BA, Jahn B, Zandvilevich AN, Saunders A, Poulain S, Kuzmin DV, Reichow MK and Titov AV. 2002. Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansk Complex (Transbaikalia, Russia): Implications for the origin of A-type granitoid magmas. *Chemical Geology*, 189: 105–133
- Liu CD, Mo XX, Luo ZH, Yu XH, Chen HO, Li SW and Zhao X. 2003. Pb-Sr-Nd-O isotope characteristics of granitoids in East Kunlun Orogenic belt. *Acta Geoscientia Sinica*, 24(6): 584–588 (in Chinese with English abstract)
- Liu CD. 2008. Granitoid Magma Mixing in Eastern Part of the East Kunlun Orogenic Belt. Beijing: Geological Publishing House, 1–13 (in Chinese with English abstract)
- Liu YS, Zong KQ, Kelemen PB and Gao S. 2008. Geochemistry and magmatic history of eclogites and ultramafic rocks from the Chinese continental scientific drill hole: Subduction and ultrahigh-pressure metamorphism of lower crustal cumulates. *Chemical Geology*, 247: 133–153
- Liu YS, Gao S, Hu ZC, Gao CG, Zong KQ and Wang DB. 2010a. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths. *Journal of Petrology*, 51: 537–571

- Liu YS, Hu ZC, Zong KQ, Gao CG, Gao S, Xu J and Chen HH. 2010b. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55 (15): 1535 – 1546
- Luhr JF and Carmichael ISE. 1980. Colima volcanic complex, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71: 343 – 372
- Luhr JF, Carmichael ISE and Varekamp JC. 1984. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: Mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23: 69 – 108
- Luo ZH, Deng JF, Cao YQ, Guo ZF and Mo XX. 2007. On Late Paleozoic-Early Mesozoic volcanism and regional tectonic evolution of Eastern Kunlun, Qinghai Province. *Geoscience*, 13(1): 51 – 55 (in Chinese with English abstract)
- Mahood GA and Stimac JA. 1990. Trace-element partitioning in pantellerites and trachytes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2257 – 2276
- Martin RF. 2006. A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. *Lithos*, 91: 125 – 136
- Mo XX, Hou ZQ, Niu YL, Dong GC, Qu XM, Zhao ZD and Yang ZM. 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet. *Lithos*, 96: 225 – 242
- Mo XX, Luo ZH, Deng JF, Yu XH, Liu CD, Chen HW, Yuan WM and Liu YH. 2007. Granitoids and crustal growth in the East-Kunlun Orogenic Belt. *Geological Journal of China Universities*, 13(3): 403 – 414 (in Chinese with English abstract)
- Mo XX, Niu YL, Dong GC, Zhao ZD, Hou ZQ, Zhou S and Ke S. 2008. Contribution of syncollisional felsic magmatism to continental crust growth: A case study of the Paleogene Linzizong volcanic succession in southern Tibet. *Chemical Geology*, 250: 49 – 67
- Nash WP and Crecraft HR. 1985. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 2309 – 2322
- Nielsen RL and Beard JS. 2000. Magnetite-melt HFSE partitioning. *Chemical Geology*, 164: 21 – 34
- Niu YL, Collerson KD, Batiza R, Wendt JI and Regelous M. 1999. Origin of enriched-type mid-ocean ridge basalt at ridges far from mantle plumes: The East Pacific Rise at 11° 20' N. *Journal of Geophysical Research*, 4: 7067 – 7087
- Niu YL and O'Hara MJ. 2003. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *Journal of Geophysical Research*, 108: (5 – 1) – (5 – 19)
- Niu YL and O'Hara MJ. 2009. MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: New perspectives on crustal growth, crust-mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle. *Lithos*, 112: 1 – 17
- Reagan MK, Sims KWW, Erich J, Thomas RB, Cheng H, Edwards RL, Layne G and Ball L. 2003. Time-scales of differentiation from mafic parents to rhyolite in north American continental arcs. *Journal of Petrology*, 44: 1703 – 1726
- Rollinson HR. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Pearson Education Limited
- Rudnick RL and Gao S. 2003. Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, 3: 1 – 64
- Stimac J and Hickmott D. 1994. Trace-element partition coefficients for ilmenite, orthopyroxene and pyrrhotite in rhyolite determined by micro-PIXE analysis. *Chemical Geology*, 117: 313 – 330
- Stix J and Gorton MP. 1990. Variations in trace element partition coefficients in sanidine in the Cerro Toledo Rhyolite, Jemez Mountains, New Mexico: Effects of composition, temperature, and volatiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2697 – 2708
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in Oceanic Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313 – 345
- Thy P, Beard JS and Lofgren GE. 1990. Experimental constraints on the origin of Icelandic rhyolites. *The Journal of Geology*, 98: 417 – 421
- White JC, Ren M and Parker DF. 2005. Variation in mineralogy, temperature and oxygen fugacity in a suite of strongly peralkaline lavas and tuffs, Pantelleria, Italy. *The Canadian Mineralogist*, 43: 1331 – 1347
- Tong HK, Wang SL, Song SC, Tan SX, Ma XL and Huang QH. 2004. Study on volcanic rocks and their structural environment of Late Triassic epoch in Chachaxiangka area in Qinghai Province. *Earthquake Research in Plateau*, 16(2): 38 – 48 (in Chinese with English abstract)
- Yuan WM, Mo XX, Yu XH and Luo ZH. 2000. The record of Indosinian tectonic setting from the granitoid of Eastern Kunlun Mountains. *Geological Review*, 46(2): 203 – 211 (in Chinese with English abstract)
- Zhang HF, Gao S, Zhong ZQ, Zhang BR, Zhang L and Hu SH. 2002. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Cretaceous granitoids: Constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh pressure metamorphic belt, China. *Chemical Geology*, 186: 281 – 299

附中文参考文献

- 陈能松, 王新宇, 张宏飞, 孙敏, 李晓彦, 陈强. 2007. 柴-欧微地块花岗岩地球化学和 Nd-Sr-Pb 同位素组成: 基性性质和构造属性启示. *地球科学*, 32(1): 7 – 21
- 丁烁. 2010. 东昆仑高钾流纹岩地球化学、地质年代学及岩石成因. 学士学位论文. 北京: 中国地质大学, 5 – 8
- 郭正府, 邓晋福, 许志琴, 莫宣学, 罗照华. 1998. 青藏东昆仑晚古生代末-中生代中酸性火成岩与陆内造山过. *现代地质*, 12(3): 344 – 352
- 梁育瑄. 2006. 雅鲁藏布江与伊洛瓦底江碎屑锆石同位示踪研究. 硕士学位论文. 台北: 台湾大学地质科学研究所, 20 – 26
- 刘成东, 莫宣学, 罗照华, 喻学惠, 谌宏伟, 李述为, 赵欣. 2003. 东昆仑造山带花岗岩类 Pb-Sr-Nd-O 同位素特征. *地球学报*, 24(6): 584 – 588
- 刘成东. 2008. 东昆仑造山带东段花岗岩岩浆混合作用. 北京: 地质出版社, 1 – 13
- 罗照华, 邓晋福, 曹永清, 郭正府, 莫宣学. 2007. 青海省东昆仑地区晚古生代-早中生代火山活动与区域构造演化. *现代地质*, 13(1): 51 – 55
- 莫宣学, 罗照华, 邓晋福, 喻学惠, 刘成东, 谌宏伟, 袁万明, 刘云华. 2007. 东昆仑造山带花岗岩及地壳生长. *高校地质学报*, 13(3): 403 – 414
- 青海省地质矿产局. 1991. 青海省区域地质志. 北京: 地质出版社, 431
- 童海奎, 王树林, 宋生春, 谈生祥, 马秀兰, 黄青华. 2004. 青海省查香卡地区晚三叠世火山岩岩石学及其构造环境. *高原地震*, 16(2): 38 – 48
- 袁万明, 莫宣学, 喻学惠, 罗照华. 2000. 东昆仑印支期区域构造背景的花岗岩记录. *地质论评*, 46(2): 203 – 211